

EVOLUCIÓN METAMÓRFICA HERCÍNICA DE LA REGIÓN DE SEGOVIA (SIERRA DE GUADARRAMA)

R.Arenas (1), J.M.Fúster (1), F.González Lodeiro (2), J.Macaya (3), L.M.Martín Parra (4),
J.R.Martínez Catalán (5) y C.Villaseca (1)

1 - Dpto. de Petrología y Geoquímica. Facultad de C. Geológicas. Universidad Complutense. 28040 - MADRID.

2 - Dpto. de Geodinámica. Facultad de Ciencias. Universidad de Granada. 18071 - GRANADA.

3 - E.U. Formación del Profesorado de E.G.B. de Ávila. 05001 - AVILA.

4 - EGEO, S.A. Gaztambide 61. 28015 - MADRID.

5 - Dpto. de Geología. Facultad de Ciencias. Universidad. 37008 - SALAMANCA.

RESUMEN

La región de Segovia representa uno de los sectores más profundos de la Sierra de Guadarrama, donde el metamorfismo regional hercínico alcanza la mayor intensidad. La evolución tectonometamórfica de este sector coincide con la que se encuentra en los niveles mesocorticales de las cadenas con fuerte engrosamiento cortical. Una primera etapa progradada de media P/T (M₁), contemporánea con la tectónica tangencial más intensa, da paso a un estadio paroxismal marcadamente descompresivo (M₂) y a una etapa final retrógrada (M₃). Las condiciones metamórficas más extremas tuvieron lugar en la parte de alta temperatura de la facies de las anfibolitas. En las rocas pelíticas y cuarzofeldespáticas la desestabilización de la moscovita conduce a la aparición de una extensa zona con ortosa + sillimanita, dentro de la cual queda incluida toda la región considerada. En las metabasitas, las condiciones termales más extremas vienen definidas por la coexistencia de hornblenda, diopsido y plagioclasa, que definen texturas subgranoblásticas con bordes de grano netos.

Palabras clave: Evolución tectonometamórfica hercínica, media a baja P/T, régimen cortical, trayectoria P,T,t.

ABSTRACT

One of the deepest sectors of the Sierra de Guadarrama outcrops in the area around Segovia, where the Hercynian regional metamorphism reached high intensity. The tectonometamorphic evolution of the area is very similar to that considered as typical of middle crustal levels in orogenic belts characterized by a strongly thickened crust. A first prograde stage of intermediate P/T (M₁), coeval with nappe tectonics, was followed by a decompressive paroxysmal stage (M₂) and, finally, by a last retrograde stage (M₃). The metamorphic peak conditions reached the high temperature part of the amphibolite facies. Breaking down of moscovite in pelitic and quartzfeldspatic rocks led to the development of an orthoclase - sillimanite zone, inside of which all the studied area around Segovia is included. Subgranoblastic textures with sharp grain boundaries were developed in metabasic rocks during the thermal peak conditions. In these, coexistence of hornblende, diopsidic clinopyroxene and plagioclase indicate the same conditions for the metamorphic peak.

Key words: Hercynian tectonometamorphic evolution, intermediate to low P/T, crustal regime, P,T,t path.

Arenas,R., Fúster,J.M., González Lodeiro,F., Macaya,J., Martín Parra,L.M., Martínez Catalán,J.R. y Villaseca,C. (1991): Evolución metamórfica de la región de Segovia (Sierra de Guadarrama). *Rev. Soc. Geol. España*, 4: 195-201.

Arenas,R., Fúster,J.M., González Lodeiro,F., Macaya,J., Martín Parra,L.M., Martínez Catalán,J.R. and Villaseca,C. (1991): Hercynian metamorphic evolution of the Segovia region (Sierra de Guadarrama, Spanish Central System). *Rev. Soc. Geol. España*, 4: 195-201.

1. INTRODUCCIÓN

La región de Segovia se encuentra en uno de los sectores más profundos de la Sierra de Guadarrama, donde la intensidad del metamorfismo dificulta considerablemente el establecimiento de la evolución tectonometamórfica hercínica completa. En ella afloran grandes extensiones de ortogneises de tipología textural y estructural muy variable y composiciones que oscilan entre leucograníticas y granodioríticas (Villaseca, 1983). La edad de estos ortogneises es motivo de cierta polémica, ya que se han propuesto para los mismos edades isotópicas variables entre el Ordovícico inferior (471 - 494 m.a.; Viallette *et al.*, 1987) y el Cámbrico medio (aproximadamente 540 m.a.; Wildberg *et al.*, 1989). A pesar de la incertidumbre en cuanto a la cronología precisa de este magmatismo, lo más probable es que esté relacionado con la actividad orogénica cadomiense, con la que se asocian también diferentes tipos de ortogneises en otros sectores del Macizo Ibérico (Lancelot *et al.*, 1985).

Dispersos entre los ortogneises se encuentran algunos niveles de metasedimentos constituidos esencialmente por paragneises pelíticos y semipelíticos, con proporciones menores de cuarcitas, mármoles y rocas de silicatos cálcicos (Fig. 1). Estos metasedimentos tienen una edad probable correspondiente al Proterozoico superior y representan los restos de las series intruidas por los protolitos de los ortogneises. Algunos limitados cuerpos de metabasitas y varios conjuntos de granitoides hercínicos completan la diversidad litológica del sector.

La evolución estructural de la región considerada resulta común para la mayor parte de la Sierra de Guadarrama (Macaya *et al.*, 1991). Comenzó con el desarrollo de pliegues tumbados con vergencia al este (F_1), continuando la deformación mediante zonas de cizalla dúctil subhorizontales (F_2) y pliegues retrovergentes (F_3); finalmente, una segunda generación de zonas de cizalla, en esta ocasión subverticales, y secuencias de pliegues radiales y longitudinales postesquistosos precedieron al episodio de fracturación frágil (Fig. 2).

La región de Segovia ha sido investigada recientemente para la realización de las hojas del Mapa Geológico Nacional (MAGNA) números 457 (Turégano) y 483 (Segovia). Los nuevos trabajos han permitido precisar las características del metamorfismo regional hercínico y su relación con la deformación. Son estos aspectos los que se abordan en el presente trabajo, que presta además atención especial a la evolución temporal de las paragénesis minerales y a sus implicaciones en la geometría de la trayectoria P/T deducible para este sector del Sistema Central.

2. METAMORFISMO REGIONAL

La región de Segovia muestra una evolución metamórfica de características esencialmente monocíclicas, ligada al desarrollo de la orogénesis hercínica. No

se han encontrado evidencias claras de metamorfismo regional más antiguo; si este existió en las series intruidas por los protolitos de los ortogneises, sus relictos mineralógicos y texturales fueron borrados durante el episodio orogénico del Paleozoico superior. Las características del metamorfismo regional coinciden con las que se encuentran en los niveles mesocorticales de la mayoría de las cadenas colisionales, donde la tectónica tangencial origina un fuerte engrosamiento cortical.

Las paragénesis más representativas sugieren que este sector del Sistema Central experimentó un máximo térmico por encima del límite superior de estabilidad de la moscovita, dentro de una zona con ortosa + sillimanita. Las condiciones metamórficas más extremas tuvieron lugar en la parte de alta temperatura de la facies de las anfíbolitas, no alcanzándose por tanto la facies de las granulitas ni superándose unos valores de presión intermedios.

Las asociaciones minerales desarrolladas durante el máximo térmico ("peak conditions") constituyen el rasgo metamórfico más evidente en la mayoría de las litologías. La intensa recrystalización ligada al máximo termal ha obliterado considerablemente todas las paragénesis previas, de las que sólo se conservan escasos minerales relictos. No obstante, todavía es posible reconocer una evolución metamórfica indicativa de un régimen bórico evolucionando desde condiciones de presión intermedia hasta otras propias de baja presión (Fúster *et al.*, 1974; Bellido *et al.*, 1981; Tornos, 1981; Casquet y Tornos, 1981; Casquet y Navidad, 1985; entre otros). De acuerdo con las características del metamorfismo, resulta apropiado subdividir el ciclo metamórfico en tres etapas principales de recrystalización, correspondientes a otros tantos episodios de la evolución del orógeno. Estas etapas han sido denominadas previamente M_1 , M_2 y M_3 (Villaseca, 1983), y deben ser siempre consideradas como estadios evolutivos de un único ciclo metamórfico.

2.1. Metamorfismo inicial de media P/T (M_1)

La etapa de metamorfismo inicial M_1 es contemporánea con la primera fase de deformación (pliegues tumbados) y con parte de la segunda (cizallas dúctiles subhorizontales), coincidiendo por tanto con el desarrollo del engrosamiento cortical. Durante M_1 todo el sector considerado fue sometido a metamorfismo creciente y a un enterramiento progresivo, que alcanzó su valor máximo después del emplazamiento de las láminas cabalgantes de la segunda fase de deformación. Las asociaciones minerales conservadas en paragneises y metabasitas son características de la parte de temperatura media de la facies de las anfíbolitas (Figs. 3 y 4, respectivamente), aunque la evolución metamórfica lógica sugiere que la cristalización debió comenzar con unos valores térmicos más bajos. El régimen bórico es de media P/T (con gradientes próximos a 25°C/km), lo que permite identificar a esta etapa metamórfica como del tipo distena - sillimanita o barroviense (Miyahiro, 1961).

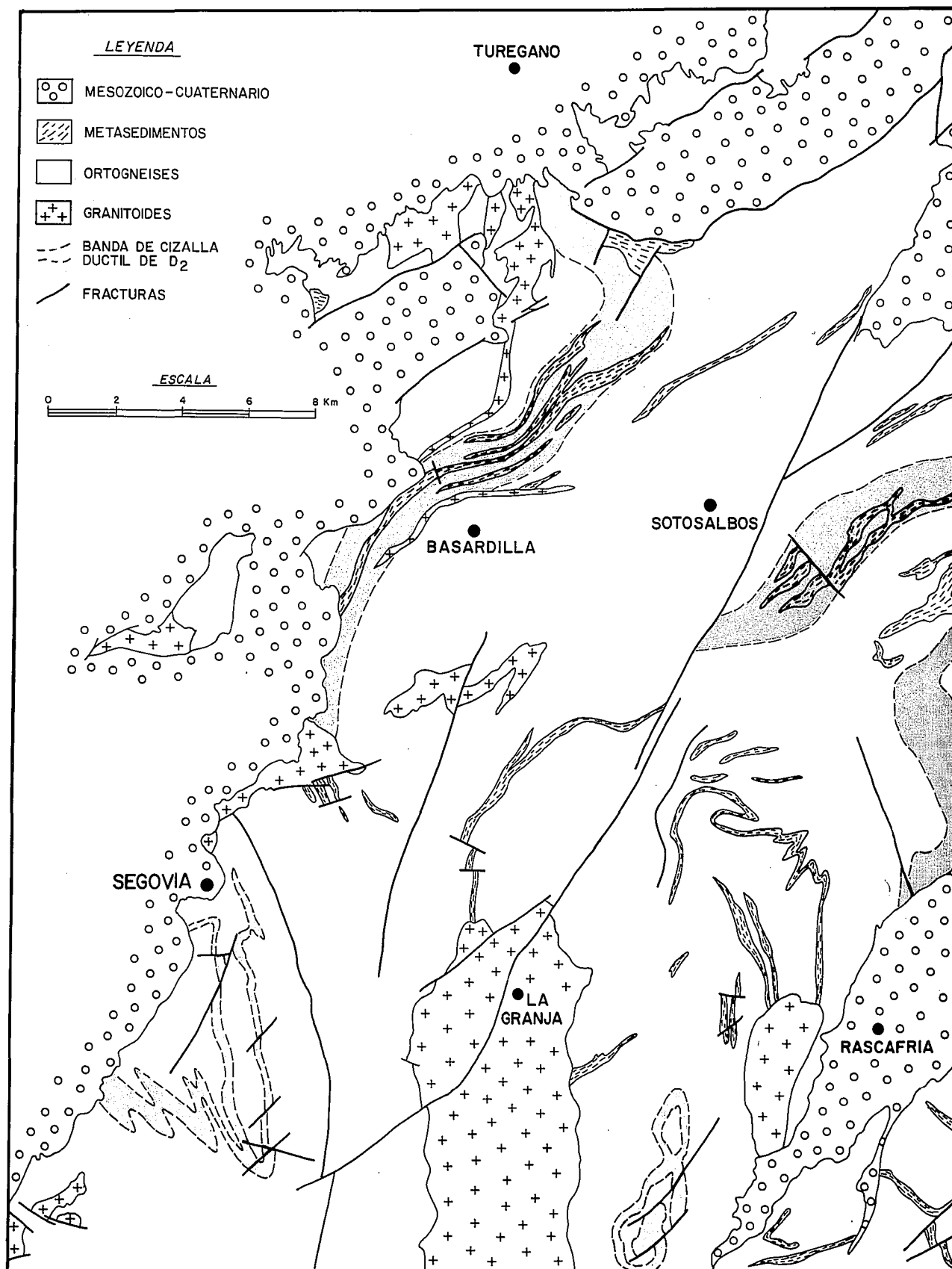


Fig. 1.-Mapa geológico esquemático de la región de Segovia.
Fig. 1.-Geological sketch of the Segovia region.

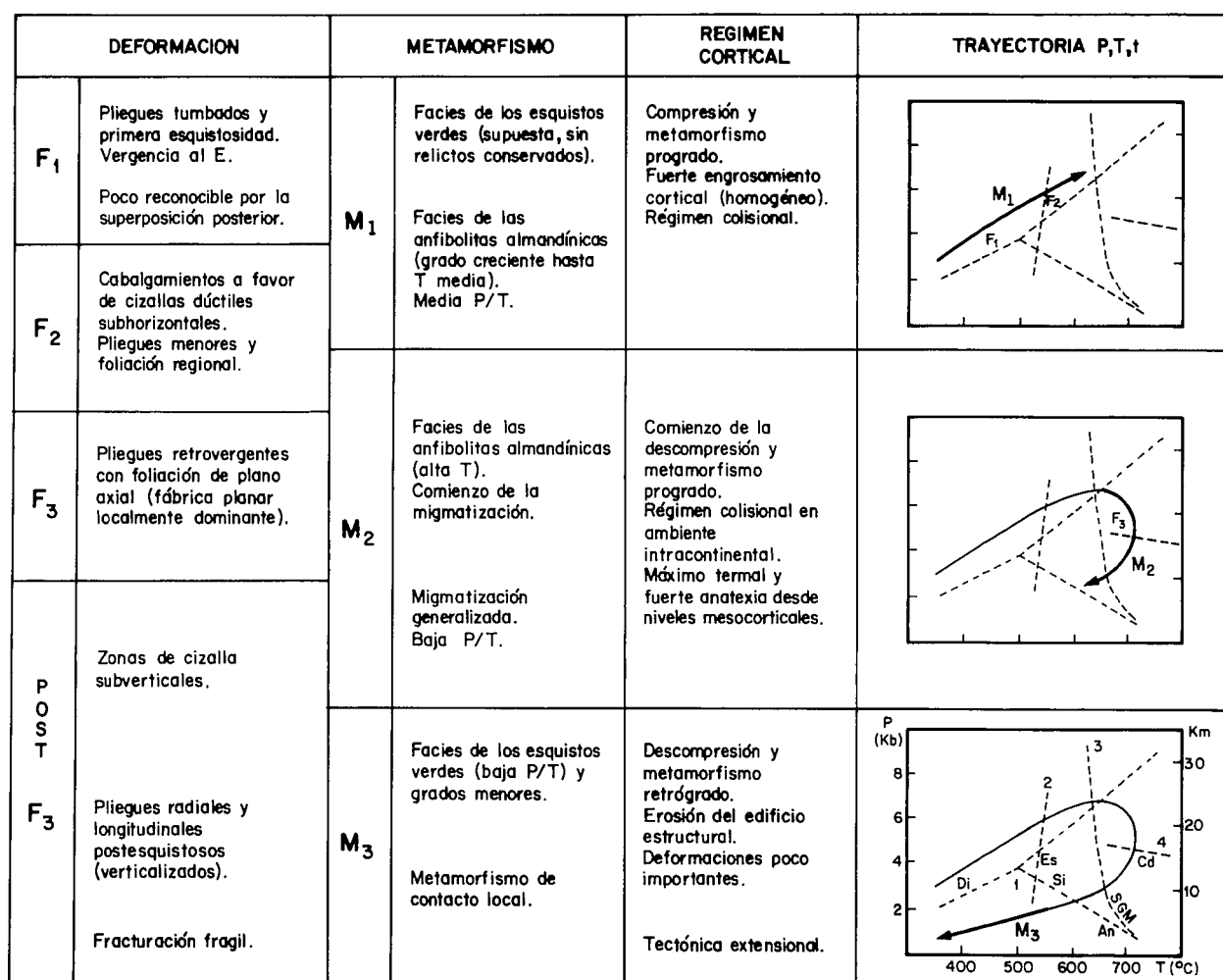


Fig. 2.-Evolución tectonometamórfica y trayectoria P - T.
Fig. 2.-Tectonometamorphic evolution and P - T path.

El conocimiento preciso de las paragénesis de M_1 no resulta posible, ya que han sufrido una fuerte recrystalización durante la etapa metamórfica M_2 . No obstante, en las paragénesis metapelíticas las asociaciones más significativas conservadas incluyen biotita, plagioclasa, almandino, estaurolita, distena y rutilo. También debió existir una mica blanca de composición moscovítica, pero este mineral ha sido eliminado posteriormente (Fig. 3). Más problemático resulta deducir la mineralogía de las metabasitas durante la etapa de presión media, ya que la recrystalización posterior es muy intensa en estas litologías. Únicamente el granate y las fases incluidas en el mismo (cuarzo y rutilo) pueden asignarse con certeza a M_1 , aunque otros minerales que también debieron formar parte de la asociación inicial de las metabasitas son hornblenda y plagioclasa (Fig. 4).

La trayectoria P - T de la etapa de presión intermedia está representada en la Fig. 2. Su disposición y el régimen tectónico propuesto (pliegues tumbados y cabalgamientos), sugieren que el engrosamiento cortical fue de tipo homogéneo (England y Thompson, 1984),

no existiendo presurizaciones drásticas debidas a una superposición mecánica de potencia considerable (engrosamiento por "thrusting" de England y Thompson, 1984; ver también Macaya *et al.*, 1991). La temperatura de cristalización mínima de las paragénesis conservadas de M_1 , viene dada por la estabilidad de la estaurolita; la presión está determinada por la aparición de distena y por la inexistencia de tipos eclogíticos entre las metabasitas. De acuerdo con estas características, valores termobáricos de referencia para la etapa de metamorfismo de media P/T pueden estimarse en torno a 551°C y 6-8 Kb. Estas condiciones debieron progredir al final de M_1 hasta unos 600°C y presiones similares.

Villaseca (1983) sugiere que algunos tipos metabásicos puntuales de los alrededores de Las Navas de la Cuesta pudieron resultar eclogitizados durante M_1 , probablemente gracias a una composición más apropiada que la del resto de las metabasitas. La fuerte recrystalización que han experimentado durante M_2 estas metabasitas, así como otros cuerpos análogos que afloran en torno a Collado Hermoso (con la estabilización

de una paragénesis con clinopiroxeno + hornblenda + plagioclasa), no permite confirmar una eclogitización local ligada al metamorfismo de media P/T. No obstante, las mencionadas litologías resultan de especial relevancia dentro del sector considerado y sus características, con contenidos modales de granate almandínico que pueden superar el 50%, sugieren que las presiones propuestas para M₁ pudieron quizás superarse ligeramente en algunos sectores de la región estudiada.

2.2. Metamorfismo paroxismal (M₂)

La etapa metamórfica M₂ tiene lugar entre el final de F₂ y momentos posteriores a F₃. Su desarrollo es esencialmente más joven que el estadio de máximo engrosamiento cortical, coincidiendo con una tasa de erosión muy importante del edificio estructural. Es por consiguiente una etapa descompresiva (gradiente en aumento), durante la que una moderada elevación térmica ("thermal relaxation") condujo a los valores de temperatura más altos alcanzados en la región (Fig. 2). Las paragénesis son características de la parte de alta temperatura de la facies de las anfibolitas (moscovita "out" en metapelitas y ortogneises, coexistencia de hornblenda y diopsido en metabasitas), y definen una zona metamórfica con ortosa - sillimanita (Figs. 3 y 4).

La migmatización de las litologías metapelíticas y cuarzo-feldespáticas debió comenzar de un modo apreciable al principio de esta etapa, alcanzándose las tasas mayores de fusión parcial durante el máximo térmico. Las características de las anatexitas más comunes (nebulitas con marcada desestructuración) sugieren que la migmatización generalizada es bastante tardía y sucede a la tercera fase de deformación.

La asociación mineral de M₂ en las rocas aluminicas contiene cuarzo, plagioclasa, ortosa, biotita, sillimanita, cordierita y espinela. En las metabasitas la paragénesis estable está constituida por cuarzo, plagioclasa, hornblenda, clinopiroxeno, biotita y esfena; el piroxeno y el anfíbol se encuentran en marcado equilibrio textural, formando parte de texturas subgranoblásticas con bordes de grano muy netos. Las condiciones de estabilidad mínimas de estas asociaciones vienen definidas, en rocas aluminicas, por la desaparición de la moscovita y por el comienzo de la fusión parcial; los valores máximos están limitados por la inexistencia de paragénesis propias de la facies de las granulitas (asociaciones con ortopiroxeno ± zafirina). Villaseca (1983) sugiere como condiciones máximas más probables para el pico térmico 715°C y algo menos de 4,5 Kb (Fig. 2). Al final de M₂ el régimen bárico del metamorfismo era de baja P/T, alcanzándose gradientes en torno a los 50°C/Km.

	M ₁		M ₂		M ₃
	F ₁	F ₂	F ₃	POST F ₃	
Estaurolita	---	---			
Almandino	---	---			
Distena	---	---			
Moscovita	-----	-----			-----
Biotita	---		-----	-----	
Cuarzo	---		-----	-----	
Plagioclasa	---		-----	-----	
Microclina	-----	---			-----
Ortosa		---	-----	-----	
Sillimanita		---	-----	-----	
Cordierita			---	-----	
Espinela			---	---	
Rutilo	---	---			-----
Albita	---				-----
Clorita	---				-----
Epidota-Clinoz.					-----
Pinnita(agreg.)					-----

Fig. 3.-Relaciones cristalización - deformación en los paragneises.
Fig. 3.-Crystallization - deformation relationships in paragneisses.

	M ₁		M ₂		M ₃
	F ₁	F ₂	F ₃	POST F ₃	
Clinopiroxeno		---	-----	---	
Granate	-----	---			
Plagioclasa	-----				
Cuarzo	-----				
Hornblenda	-----	-----	-----	---	
Biotita	-----	-----		---	
Rutilo	-----	---			
Actinolita					-----
Clorita					-----
Mica blanca					-----
Epidota - Clinozo.					-----
Albita					-----

Fig. 4.-Relaciones cristalización - deformación en las metabasitas.

Fig. 4.-Crystallization - deformation relationships in metabasic rocks.

2.3. Metamorfismo retrógrado (M₃)

Durante M₃ continua la tendencia de descompresión y enfriamiento iniciada al final de M₂. Su desarrollo es sincrónico con la erosión progresiva de la cadena y tiene lugar en condiciones de PH₂O en aumento. El final de M₃ coincide con la terminación del metamorfismo regional. Las paragénesis más recientes son características de la parte de baja presión de la facies de los esquistos verdes (menos de 450°C y unos 2 Kb). En las metapelitas y ortogneises estas asociaciones incluyen cuarzo, moscovita, microclina, albita, clorita y agregados pinníticos; en las metabasitas los minerales de M₃ son cuarzo, actinolita, clorita, moscovita, albita y epidota - clinozoisita.

En las muestras estudiadas son prácticamente inexistentes las asociaciones minerales de temperatura inferior a la de la facies de los esquistos verdes, aunque el desarrollo lógico del metamorfismo sugiere que estas asociaciones deberían existir. Probablemente, su inexistencia debe atribuirse a los problemas de recristalización estática a muy baja T que, salvo en condiciones de fuerte PH₂O, plantean estas litologías.

3. DISCUSIÓN

El metamorfismo regional hercínico que se reconoce en la Sierra de Guadarrama alcanza su mayor intensidad en la región de Segovia. El máximo térmico tuvo lugar dentro de una zona con ortosa + sillimanita, a unos 715°C y 4.5 kb, y produjo una intensa re-

cristalización de todas las litologías. Las paragénesis desarrolladas durante este estadio representan el rasgo mineralógico más evidente, y han producido una fuerte superposición sobre las asociaciones metamórficas previas. No obstante, todavía resulta posible reconocer escasas paragénesis anteriores al máximo térmico, compatibles con un ciclo metamórfico evolucionando desde un estadio inicial de media P/T (M₁), hasta otro estadio paroxismal descompresivo (M₂).

Si las características y condiciones termobáricas de M₂ resultan fácilmente deducibles por la gran representación que muestran sus paragénesis, no sucede lo mismo con las características de M₁. Teniendo en cuenta que la región considerada es una de las que ocupan la posición estructural más baja en la Sierra de Guadarrama, y considerando que durante M₁ se alcanzaron las tasas mayores de enterramiento en el sector (máximo bórico), resultaría de gran interés disponer de una estimación barométrica precisa para este estadio metamórfico. Sin embargo, ni las paragénesis propias de los paragneises (estaurolita, almandino, distena, biotita, plagioclasa, cuarzo y rutilo), que aparecen incompletas y a menudo representadas por fases aisladas, ni los escasos minerales atribuibles con seguridad a este estadio en las metabasitas más ricas en granate (granate, cuarzo y rutilo), permiten tal estimación. No obstante, los valores bóricos de referencia sugeridos para el metamorfismo inicial de media P/T (6 - 8 kb) se consideran los más probables con los datos actuales.

Todas las paragénesis encontradas en las diferentes litologías de la región de Segovia, tanto en las ortoderivadas como en los metasedimentos, resultan com-

patibles con una trayectoria P,T,t como la representada en la Fig. 2, a su vez indicativa de un episodio sencillo de engrosamiento cortical. No se encuentran por tanto relictos minerales que justifiquen la existencia de metamorfismo regional prehercínico. Si a pesar de todo, como podría resultar lógico, este metamorfismo existió en las series intruidas por los protolitos graníticos de los ortogneises, su intensidad habría sido muy débil, lo que permitiría su eliminación total en el curso de la orogénesis hercínica.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo está basado parcialmente en datos obtenidos durante la elaboración de las hojas del plan MAGNA n.º 457 (Turégano) y 483 (Segovia), realizadas en el marco de un proyecto de cooperación entre el Instituto Geológico y Minero de España y el Departamento de Petrología y Geoquímica de la Universidad Complutense de Madrid (I.T.G.E., en prensa).

BIBLIOGRAFÍA

- Bellido, F., Capote, C., Casquet, C., Fúster, J.M., Navidad, M., Peinado, M. y Villaseca, C. (1981): Características generales del Cinturón Hercínico en el sector oriental del Sistema Central Español. *Cuad. Geol. Ibérica*, 7: 15-51.
- Casquet, C. y Tornos, F. (1981): Metamorfismo regional e implicaciones geotermométricas en el Alto Valle del Lozoya (Sistema Central Español). *Cuad. Geol. Ibérica*, 7: 135-150.
- Casquet, C. y Navidad, M. (1985): El metamorfismo en el Sistema Central Español. Comparación entre el Sector Central y el Oriental en base al zonado del granate. *R. Acad. Cienc. Ex. Fis. Nat., Madrid*, 79: 523-548.
- England, P.C. y Thompson, A.B. (1984): Pressure - Temperature - time paths of regional metamorphism. I Heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust. *Jour. Petrol.*, 25: 894-928.
- Fúster, J.M., Aparicio, A., Casquet, C., García Cacho, L., Mora, A. y Peinado, M. (1974): Interacciones entre los metamorfismos plurifaciales y polifásicos del Sistema Central. *Bol. Geol. Min.*, 85: 83-88.
- Lancelot, J.R., Allegret, A. y Ponce de León, M.I. (1985): Outline of Upper Precambrian and Lower Paleozoic evolution of the Iberian Peninsula according to U - Pb dating of zircons. *Earth Planet. Sci. Letters*, 74: 325-337.
- Macaya, J., González-Lodeiro, F., Martínez-Catalán, J.R. y Alvarez, F. (1991): Continuous deformation, ductile thrusting and backfolding in the basement of the Hercynian Orogen and their relationships with structures in the metasedimentary cover in the Sierra de Guadarrama (Spanish Central System). *Tectonophysics*, 191: 291-309.
- Miyashiro, A. (1961): Evolution of metamorphic belts. *Jour. Petrol.*, 2: 277-311.
- Tornos, F. (1981): *Petrología de las rocas metamórficas del Alto Valle del Lozoya (Sistema Central Español)*. Tesis de Licenciatura. Univ. Complutense de Madrid. 152 p. (inédita).
- Viallette, Y., Casquet, C., Fúster, J.M., Ibarrola, E., Navidad, M., Peinado, M. y Villaseca, C. (1987): Geochronological study of orthogneisses from the Sierra de Guadarrama (Spanish Central System). *N. Jb. Mineral. M.*, 10: 465-479.
- Villaseca, C. (1983): *Evolución metamórfica del sector centro - septentrional de la Sierra de Guadarrama*. Tesis. Univ. Complutense de Madrid. 331 p.
- Wildberg, H.G.H., Bischoff, L. y Baumann, A. (1989): U - Pb ages of zircons from meta - igneous and meta - sedimentary rocks of the Sierra de Guadarrama: implications for the Central Iberian crustal evolution. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 103: 253-262.

Recibido el 21 de enero de 1991
Aceptado el 10 de mayo de 1991